

# タービダイトの話(3)

## 古海底扇状地堆積物を斬る (I. 実態編)

徳橋 秀一 (大阪出張所)  
Shuichi TOKUHASHI

### 1. はじめに

大陸斜面を切る多くの海底谷の末端部に海底扇状地が存在すること。これらの海底扇状地がタービダイトの堆積地形であることを明らかにしたのは、アメリカ合衆国を中心とする戦後の世界の海洋地質学の基本的な成果の一つであった。すなわち、海底扇状地はタービダイトの巨大な集積地であり、現在そこではフレッシュなる地層が形成されているのである。しかし、当然のことながら、現在の海底扇状地は海底奥深くにあり、その堆積物を十分に観察することは不可能に近い。一方、現在地表に露出するフレッシュ堆積物の中には、遠い昔海底扇状地を形成していた古海底扇状地堆積物があるに違いない。そのような堆積物の一例として、ここでは房総半島に分布する新第三系清澄層をとりあげてみよう。

### 2. 海底扇状地成長モデル及び岩相提携モデルの弱点

#### A. 海底扇状地成長モデルの弱点

戦後の海底扇状地に関するデータの急速な蓄積により、1970年になると、海洋地質学の分野から次々に海底扇状地成長モデルが提出され、更に、陸上の地質学者による海底扇状地岩相提携モデルへと発展していったことは既に述べた通りである(タービダイトの話2 地質ニュース336号)。現世海底扇状地に関する多くの研究成果が、陸上のフレッシュの成因解明に多大な影響と刺激を与え、1970年代にフレッシュの研究における第2期の隆盛期をもたらしたわけである。

しかしながら、現世の海底扇状地を対象とした海洋地質学的研究成果から生まれた海底扇状地成長モデルに弱点がないわけではない。それは、海底扇状地のごく表層部の堆積物と地形に残された情報によってつくられた成長モデルであること。すなわち、既に十分に成長した海底扇状地のごく最近の堆積現象をモデル化したに過ぎないということである。したがって、海底扇状地が形成される初期の過程、あるいはその骨格が形成される途中の段階については、特に言及することができず、海底扇状地の本来の成長モデルとしては、大変不十分な成長モデルであるといえる。海洋地質学の研究方法の

強みが、一方では制約となり弱点ともなっているわけである。

現世海洋地質学的研究成果のもう一つの弱点は、海底扇状地以外のタービダイトの集積地(たとえば海溝や舟状海盆、海盆、縁海など)での堆積物と堆積作用の特徴が、海底扇状地ほどには十分に明らかにされていないことである。このことが、海底扇状地での堆積物と堆積作用を特徴づける上で一つの障害となっているといえる。このことは、特に地質時代のフレッシュ堆積物の堆積作用を明らかにする上で、一つの障害であり不安材料となっている点に、特に留意されなければならない。

#### B. 海底扇状地岩相提携モデルの弱点

一方、陸上の地質学者によってまとめられた海底扇状地岩相提携モデルの弱点は何かといえば、それは、基本岩相の観察や記載の点では、格段に豊富で有利であっても、それらの提携モデルとなると、直接に実際の地層から確かめられたあるいは合理的に帰結された例は極めて少なく、大部分現世海洋地質学の成果、成長モデルに依存していることである。それは、多くの場合、フレッシュの産状が構造的に複雑で断片的なことが多いこと、岩相相互の関係を明らかにするための有効な鍵層を欠いていることなどに原因がある。したがって、Aで指摘したような成長モデルのもつ弱点が克服されておらず、基本的にはそのまま受け継がれているといえる。

#### C. 古海底扇状地堆積物の3次元解析がもたらすもの

さて、もし今ここに、比較的良好な古海底扇状地堆積物と思われる地層があり、その地質構造は比較的簡単で、地表で面的な分布を示し、露出も良好、かつ多くの有用な鍵層を挟んでいるために、その地層の堆積・積成過程が3次的に解明できるとしたら、海底扇状地の成長モデルや岩相提携モデルの弱点を克服する上で、そのような地層及びその解析結果は、大変貴重な材料を提供することになる。房総半島の安房層群清澄層は正にそのような地層である。この清澄層の3次元解析は、TOKUHASHI (1979)によってなされ、清澄層の堆積・積成過程の復元が試みられた。このような3次元的な解析によって、古海底扇状地堆積物の内部構造と具体的な

形成過程が導かれた例は WALKER (1980, p. 1107) も指摘しているように 世界的にも極めて少ない。以下では この清澄層に焦点をあて その3次元解析の内容とそこから導き出された清澄層の堆積・積成過程を紹介し なぜ清澄層が古海底扇状地堆積物と考えられるのかを明らかにしよう。またそこから生まれてきた新しい問題点 従来の海底扇状地成長モデルや岩相提携モデルとの関連についても簡単に言及することにする。

### 3. 安房層群清澄層

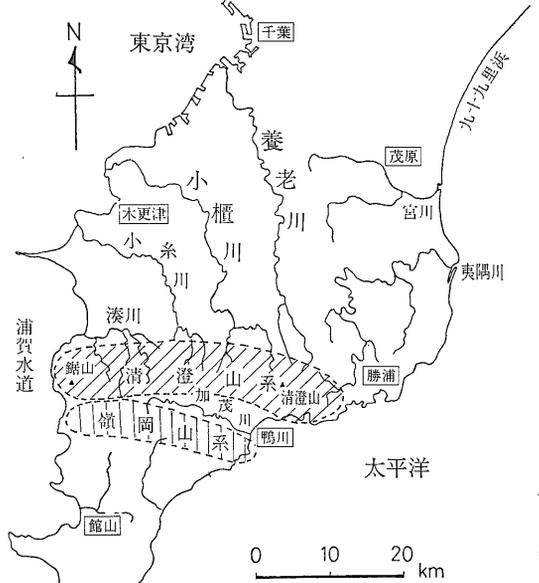
清澄層の名前は その昔 日蓮が「南無妙法蓮華経」の悟りを開いたとされる清澄寺のある清澄山に由来する(脇水 1901)。清澄山からは 黒潮躍る太平洋を眼下に見渡すことができる。この太平洋に面する清澄山から東京湾に面する鋸山にかけての東西約40kmにわたって伸びている山地群は 清澄山系とも房総丘陵ともよばれ房総半島の屋根を形成している。たとえば 房総半島における主要な河川 西から湊川・小糸川・小櫃川 養老川などは みなこの清澄山系に源を発し 北流したのち西流して東京湾に注ぐ。ただ更にその東にある夷隅川だけは 北流したのち東に曲がり太平洋に注いでいる(第1図)。

清澄層は 主に砂岩と泥岩の互層からなる最大層厚850m前後の地層であるが 砂勝ち互層(砂質フリッシュ)を主体としているために 清澄砂岩ともよばれている。清澄砂岩の分布域は 主に小糸川以東の太平洋岸までで西部の湊川流域から東京湾岸にかけて分布する泥勝ち互層ないし泥岩からなる稲子沢泥岩とは 同時異相の関係にある。ここでは便宜上 この稲子沢泥岩を含めて清

澄層とよぶことにする(写真1)。

第2図に示すように 清澄層は 半島中央部では 東西に伸びたS字状の分布を示すが これは 小糸川から養老川にかけて 西北西 東南東方向に伸びる一対の開いた背斜軸と向斜軸をもつ褶曲構造によって規制されているからである。このうち 北側の背斜(清澄背斜)の軸部は 小糸川と小櫃川(の支流である笹川)の間で構造的な凹部を形成しつつも 養老川流域まで追跡される。

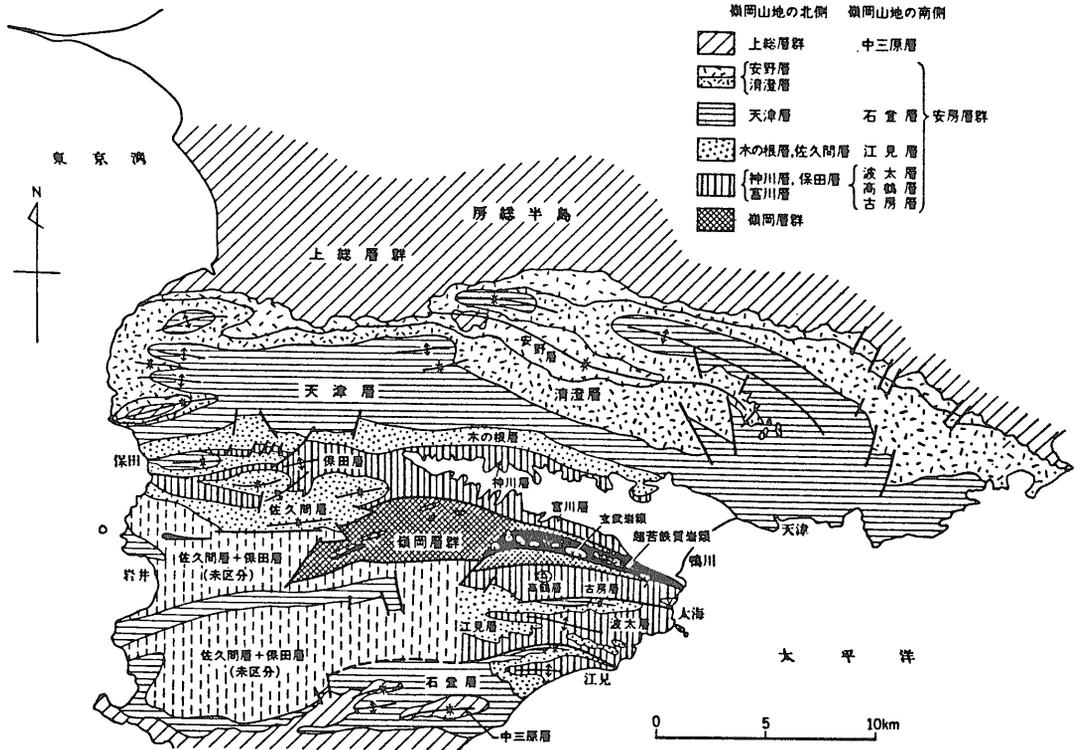
清澄層の下位には泥岩を主体とした天津層(天津泥岩) 上位には泥勝ち互層を主体とした安野層(安野互層)が分布する(写真2)。これらの地層が清澄山系の主体を構成しているわけで 先に掲げた房総半島の主要河川は



第1図 房総半島の主要河川水系図



写真1  
清澄層の砂勝ち互層  
小櫃川上流の七里川河床 細く出ている部分が泥岩層 一部断層でずれている



第2図 房総半島中部域の地質図 中嶋ほか(1981)に加筆修正

多くの場合 これらの地層の分布域に源を発しているわけである。清澄山系の南には 加茂川の流れる鴨川低地をはさんで 嶺岡山系が対峙し そこには 安房層群の基盤である嶺岡層群やそれを貫くかんらん岩(蛇紋岩)類や枕状溶岩を伴う玄武岩類が分布する。

なお安房層群の層序については タービダイトの話1

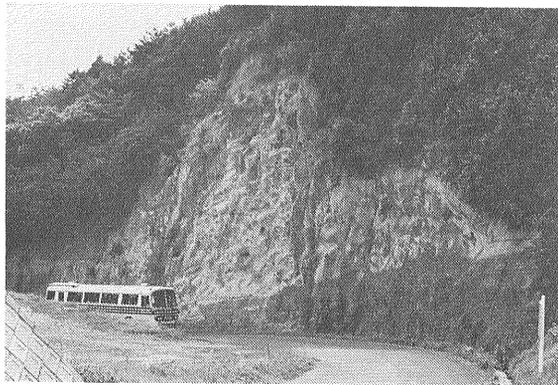


写真2 清澄層と天津層の境界(清澄山)

下位の黒っぽい部分が天津層で 上位の清澄層の基底付近にはレンズ状の砂岩層が観察される 清澄寺への参拝客を運ぶ観光バスが最後のアクセルをふかせているところ

の第1図(地質ニュース334号 p.42)か 中嶋ほか(1981)を参照されたい。

#### 4. 凝灰岩鍵層の役割

清澄層には その上下の地層である安野層や天津層とともに 多数の塩基性-酸性の凝灰岩層が含まれている。これらの凝灰岩層の個々の産状は 色調・粒度・層厚などの点においてかなり変化に富むが 同一凝灰岩層の産状・特徴は 広い範囲にわたって相当安定している。したがって目立った特徴をする凝灰岩層は 広域的な鍵層として極めて有効である。

たとえば 安野層の最下部の 清澄層との境界付近に出現する鍵層An1は 厚さ 20cm 前後の軽石質な凝灰岩層であるが 下部よりも上部により粗粒な火砕物質を含む逆級化現象で特徴づけられ 野外では「さかさ」タフと名づけられている。この特徴は 安野層の分布する全域で認められる(写真3)。天津層最上部の 清澄層との境界付近で見出されるAm98は 厚さ20-30cmの主に比較的粗粒なスコリア粒からなるスコリア質凝灰岩層であるが 色調及び粒度から上下3段に区分される。

特に 最下部のやや細粒な優黒色部が特徴的である(写真4)。 Am98 の前後には スコリア質凝灰岩層が何枚

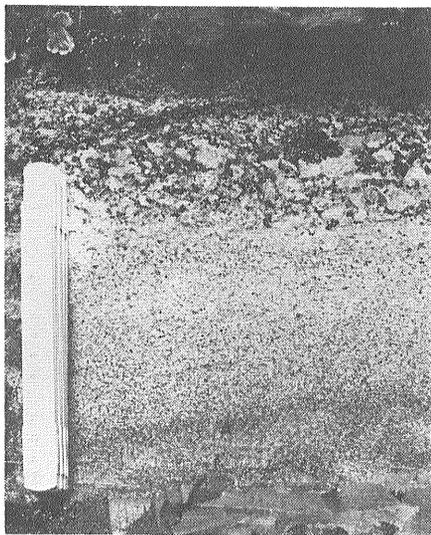


写真3  
凝灰岩鍵層An1  
特徴は本文に記した  
通りで 通称“さかさ”タフ

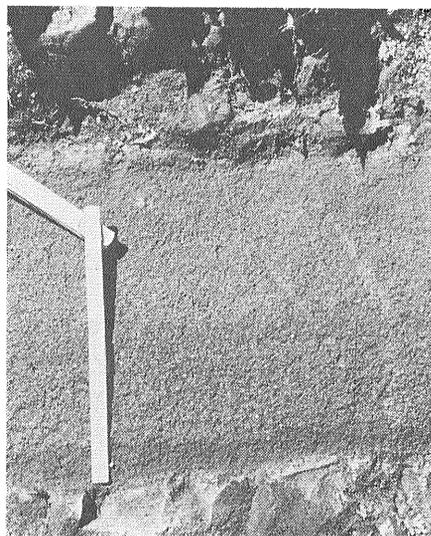


写真4  
凝灰岩鍵層Am98  
通称“黒潮”タフ

もあるが 他よりも厚く上記のような特徴を有していることから “黒潮”タフと名づけている。この他 目立つ色(白色やピンク色など)・層状構造・特異な内部堆積構造などの特徴を有する凝灰岩層は 単一で鍵層として利用することができる。

一方 一枚一枚の凝灰岩層は それほど特異な特徴を有していなくても 上下に相前後して出現する凝灰岩層の組合せによって 有効な鍵層とすることもできる。たとえば 清澄層中の鍵層ky12は 粗粒なスコリア質凝灰岩層とゴマシオ状の凝灰岩層との組合せによって容易に識別することができる(写真5)。

このようにして 多数の凝灰岩層が鍵層として利用で

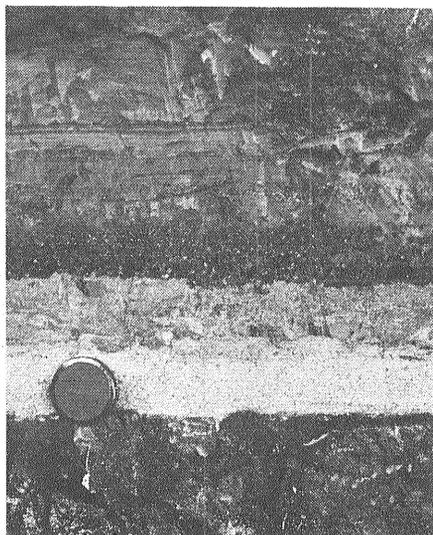


写真5 凝灰岩鍵層Ky12 通称“金時豆”タフ

き 最終的には ほとんどの凝灰岩層を広域的に対比することが可能となる。そしてこのような同一時間面を示す凝灰岩鍵層によって 一つの累層をいくつものユニットに区切り それぞれのユニットの岩相や厚さの変化を知ることによって もとの累層の構成的特徴(内部構造)を3次的に明らかにすることができる。また それぞれのユニットの形成過程を個別的・具体的に明らかにすることができれば 累層全体の積成過程を如実に再現することも可能となる。古海底扇状地堆積物である場合には このような方法によって 海底扇状地の具体的な形成過程が すなわち 段階的な発達過程が明らかにされることが期待されよう。

清澄層の解析にあたっては 6つの主鍵層(下からAm98・ky8・ky12・ky21・ky26・An1)によって 清澄層を5つのユニットに区切ることとする。これらの主鍵層は上下の累層(安野層・天津層)との境界付近に出現するAn1やAm98を除くと どれも 清澄層中の厚い砂勝ち互層中には含まれた 厚さ20m以下の比較的うすい泥勝ち互層ないし泥岩層中に含まれるもので 清澄層の堆積期間中でも 混濁流の活動が弱体化ないし休止した時期に形成されたものである(写真6)。

## 5. 清澄層の3次元解析

### A. 清澄層の岩相分布

フリッシュ層に関連して観察される種々の地層・岩相を記号化して統一的に表現しようとする試みが 海底扇状地岩相提携モデルの基礎として MUTTI & RICCI LUCCHI(1972) や WALKER & MUTTI (1973) によって提

案されたことは既に述べた通りである (地質ニュース 336号)。しかし フリッシュの岩相を記号によって表現し 岩相相互の関係の解明や表現・記載に役立てようとする試みそのものは より古くから各地で行われていたようで DZULYNSKI & WALTON (1965) の例 (第3図) は 1960年代の一つの代表的なものであろう。

筆者も 清澄層の研究にあたっては 独自の岩相の記号化を行い 既にルートマップの調査の段階から適用していたのであるが その内容を第1表に示す。区分の大枠は 結果的に DZULYNSKI & WALTON (1965) のそれ (第3図) に同じであるが タービダイト砂岩の厚さやタービダイトを除いた半遠洋性堆積物 (泥質岩) の粒度などの情報も含ませ より細かく区分している点に特徴がある。清澄層の各ユニット毎の岩相分布を 第1表の記号に従って表わしたのが第4図である。半島の中・東部域では b グループ すなわち 砂勝ち互層の分布

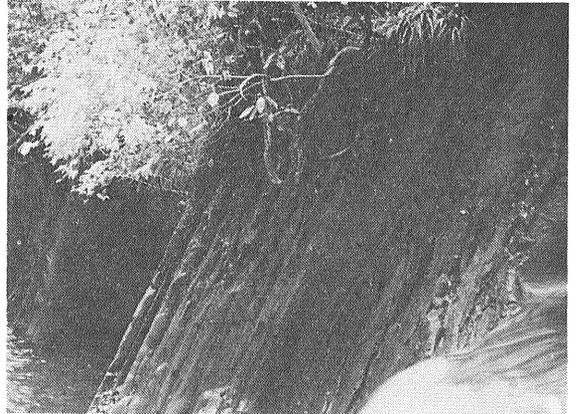
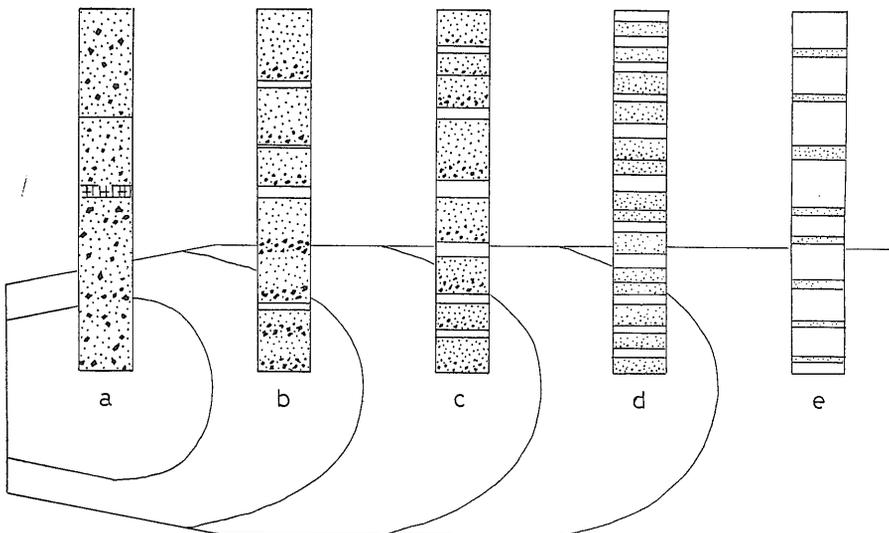


写真6 砂勝ち互層中にはさまれる泥勝ち互層  
左側の凹みの部分が凝灰岩鍵層 Ky21 (Hkタフ)  
小櫃川上流渚の川

第1表 記号による岩相区分

記号	岩 相	特 徴
a	含 礫 砂 岩	砂岩中に小円礫の大小密集体、大小の泥岩同時侵食礫が頻繁に産出、泥岩のはさみなし 砂岩と泥岩の比が5より大きい
b	砂 勝 互 層	b 0 泥岩のはさみなし、厚い砂岩が合体した複合層
		b 1 泥岩のはさみあり、単層の厚さ2 m以上の砂岩が主体
		b 2 泥岩のはさみあり、単層の厚さ0.5 m - 2 mの砂岩が主体
		b 3 泥岩のはさみあり、単層の厚さ0.5 m以下の砂岩が主体
c	ノルマル互層	砂岩と泥岩の比が1より大きく5より小さい
d	泥 勝 互 層	砂岩と泥岩の比がほぼ1か1より小さい
e	泥 岩	厚い泥岩、稀にうすい砂岩のはさみあり
泥質岩の粒度による d, e の細分	d 0, e 0	主にシルト質砂岩からなる
	d 1, e 1	主に砂質シルト岩からなる
	d 2, e 2	主に粗粒シルト岩からなる
	d 3, e 3	主に中粒シルト岩からなる
	d 4, e 4	主に細粒シルト岩からなる



第3図 DZULYNSKI & WALTON による  
岩相区分図  
細長い堆積盆の一方  
の端(左端)に供給口  
がある場合の想像岩  
相変化及び分布図  
DZULYNSKI & WA  
LTON (1965) を改変

が圧倒的に多いことがわかる。つまり 清澄砂岩の分布域が半島の中・東部域であることを示している。これに対して 半島西部の湊川流域では d や e のグループ すなわち 泥勝ち互層や泥岩の分布域であることがわかる。これは 既に述べたように 湊川流域以西の地域は 稲子沢泥岩の分布域になっているからである。

岩相 a (含礫砂岩) は 下の3つのユニット及び最上位のユニット中に いずれも周りを b グループにかこまれて局所的にみられる。最下部のユニットでは 半島の東南部域にややまとまって分布している (写真7・8) 。岩相 c (ノルマル互層) は b グループと d グループの間で局所的に観察されるに過ぎない。

d グループ (泥勝ち互層) や e グループ (泥岩) を構成す

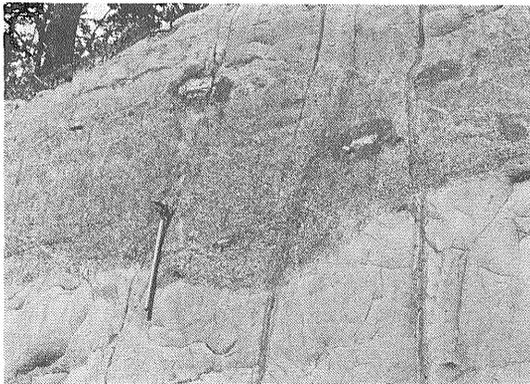


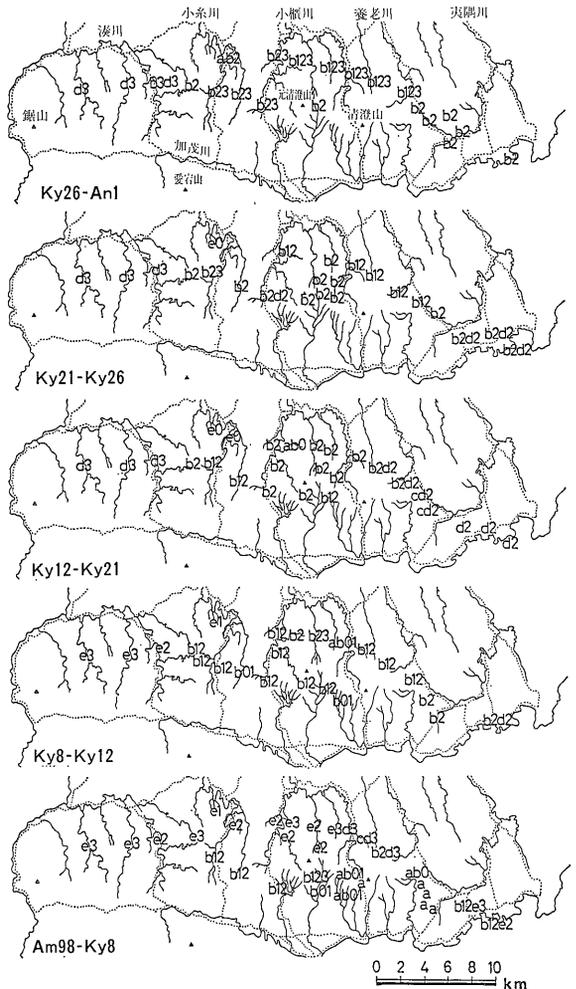
写真7 含礫砂岩相の一露頭 (Am98—Ky8ユニット)  
多数の古期岩礫が密集して産出し 泥岩層のはさまは削られて観察されない 古期岩礫は後述の第1グループの礫 清澄山東袋倉林道入口付近



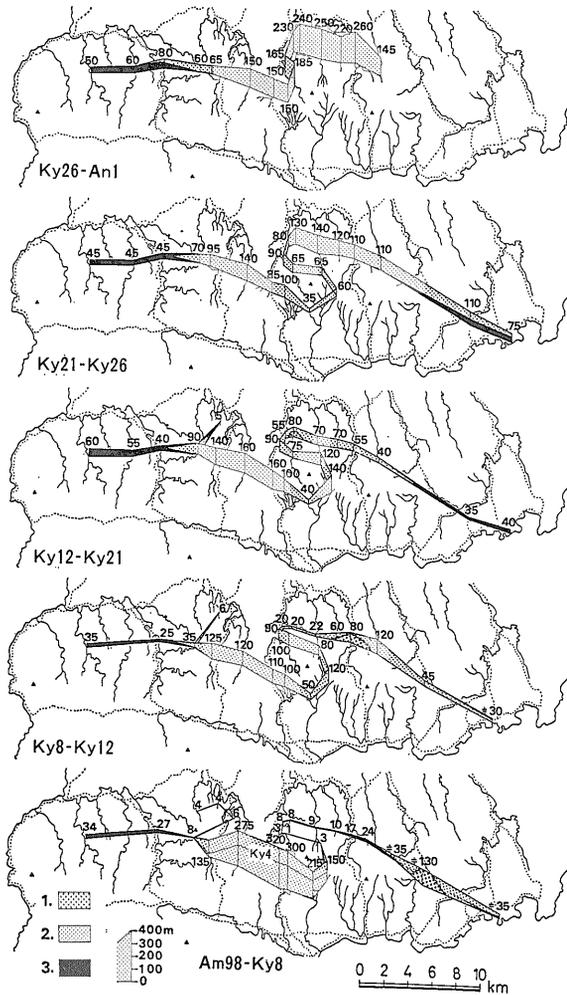
写真8 含礫砂岩相の一露頭 (Ky26—An1ユニット)  
古期岩礫とともに多数の泥岩偽礫を伴っている 古期岩礫は後述の第2グループの礫 小糸川支流 (旅名) 第7図のb地点

る半遠洋性 (現地性) 堆積物 (泥質岩) は 主に中粒ないし粗粒シルト岩であるが 小糸川下流 (三島ダム周辺やその西方) では 例外的により粗粒な岩相 e1 (砂質シルト岩) ないし e0 (シルト質砂岩) が観察される。この地域は 構造的には 清澄背斜の西側延長部にあたり 短軸性ないし箱形の背斜構造が観察されるところである (第2図) 。このように 特に粗粒な堆積物の場合には タービダイト砂岩ははさまれず 次の図でもわかるように 各ユニット (各鍵層間) の厚さも特になくなる。半島中・東部域に分布する b グループ (砂勝ち互層) にはさまれる半遠洋性堆積物 (泥質岩) は 大部分中粒ないし粗粒シルト岩で 一部細粒シルト岩も観察される。

B. 清澄層の層厚変化



第4図 清澄層のユニット毎の岩相分布図  
b12はb1及びb2両方の岩相が含まれていることを示す 他も同じ



第5図 清澄層のユニット毎の層厚変化図

1. 含礫砂岩(岩相a)
2. 砂勝ち互層ないしノルマル互層(岩相b・c)
3. 泥勝ち互層及び泥岩(岩相d・e)

清澄層の各ユニット毎の層厚変化を第5図に示す。この図では 岩相についても 1.含礫砂岩(岩相a) 2.砂勝ち互層ないしノルマル互層(岩相b・c) 3.泥勝ち互層ないし泥岩(岩相d・e) の3つの主要岩相で示しているのので 岩相と層厚との関係もある程度対応づけて考えることができる。一般に 3.→1.→2.の順に厚くなり 2.→1.→3.の順にうすくなる 各岩相記号毎に並べると b→a→c→d→eの順にうすくなる。さらに同じeグループの場合でも 半遠洋性堆積物の粒度が特に粗いところでは たとえば構造的凸地にあたる小糸川流域(三島ダム周辺とその西方域)では 粒度の細かいところ(漢川流域)に比べて 更にうすくなる(第4図と第5図を比較せよ)。たとえば下位の3つのユニットの場

合 小糸川下流域でのこれらのユニットの厚さは それぞれ4 6mに過ぎない。このようにうすくても 各ユニット中の種々の凝灰岩鍵層はうすくなりつつもほぼ残っていることから 地層の一部ないし大部分が欠落したために 各ユニットの厚さが特にうすくなったとは考えられず 半遠洋性(現地性)堆積物の粗粒化・堆積環境と密接に関係しているものと考えられる。

次に 各ユニット毎の層厚変化の程度を比較すると 上位のユニットほどその程度はゆるやかで 下位のユニットほどその程度が大きい傾向が認められる。最下位のユニットの場合 層厚変化は最も顕著で 特に半島中央部の南北方向での層厚変化は極端である。すなわち北側の背斜北翼部(北列)と南翼部(中列)では 厚さ10 mないし数mの泥岩層が 4—5km南方の向斜南翼部(南列)では 厚さ300m前後の砂質フリッシュ層に変わっているのである。この場合にも ユニット中の凝灰岩鍵層(たとえばKy4)が ほぼ全域で観察されることから 北側の背斜両翼部で 大規模な地層の欠落が起きたとは考えられず もととの層厚変化を反映しているものと考えられる。このような半島中央部南北方向での南方への層厚増大は 最下位のAm98—Ky8ユニットの場合に特に極端であるが この傾向は その上のKy8—Ky12ユニット Ky12—Ky21ユニットまでつづき その上のKy21—Ky26ユニットになると 北方増大の傾向に転換し 最上位のKy26—An1ユニットになると この傾向が更に強くなる。

下位の3つのユニットにみられる含礫砂岩の規模(拡がり・厚さ)は 最下位のユニット中のものが最も大きく 上位へ縮小する。そして分布する位置は ユニット毎に不連続的に移動している。含礫砂岩の分布域ではどのユニットの場合でも 上方細粒化・上方薄層化の地層断面が認められる。すなわち 大小の泥岩偽礫と大量の古期岩円礫を含み 下位層の侵食によって泥岩層のはさみを残さず 不規則な境界面で互いに接する含礫砂岩相(岩相a)は 上方へ徐々に礫の含む割合を減らしながら複合砂岩相(岩相b0)に変わり さらに砂勝ち互層相(岩相b1~b3)を経て 主凝灰岩鍵層をはさむ比較的うすい泥勝ち互層相(岩相d)ないし泥岩相(岩相e)へと変わる地層断面が観察される。

### C. 清澄層に含まれる礫の大きさと組成

清澄層の主体は 砂勝ち互層を構成する厚層砂岩であり その粒度は粗～中～細粒砂が主体であるが ときにはこれらの砂を基質として 古期岩の礫が観察される。

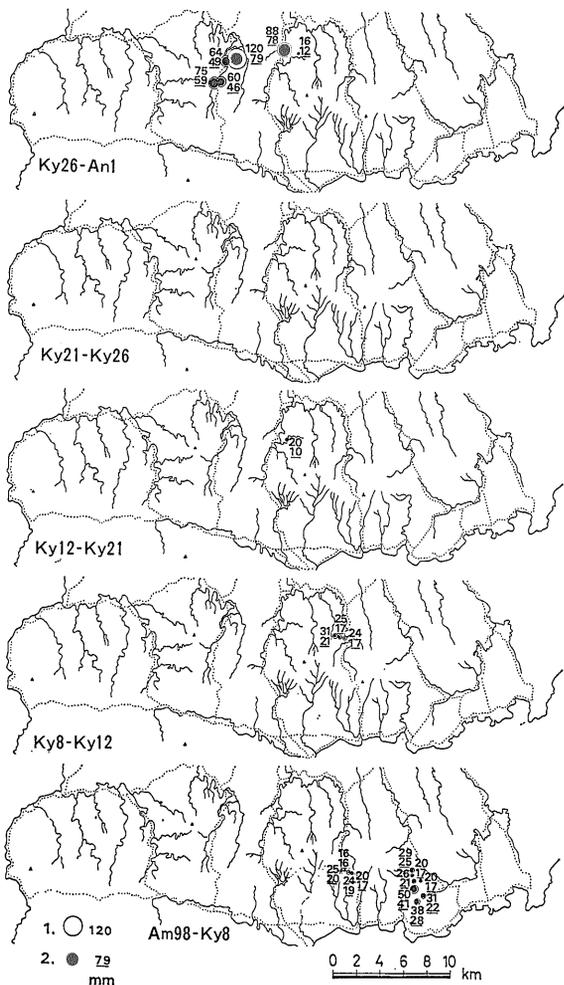
特に岩相 a すなわち含礫砂岩の分布域では 大量の古期岩礫が密集して産出する。 その際大小の泥岩 偽礫 (同時侵食礫) を大量に伴っていることも珍しくない (写真7・8)。 この他 砂勝ち互層を構成する厚い砂岩層の基底付近には 細粒の古期岩礫の散在がふつう観察される。 このように清澄層中に観察される礫のうち 主に密集して産出する礫の礫径の分布状況を各ユニット毎に示したのが第6図である。

各地点での外側の白丸ないし上段の数字は 一つの露頭で観察される最大礫径 (mm) を示す。 内側の黒丸ないし下段の数字は 一つの露頭で大きいもの20個の最大礫径を測定し その中で大きい方10個の平均礫径を示す。 まず下の3つのユニットに注目した場合 礫の分布域が岩相 a (含礫砂岩) の分布域と一致していることは当然である。 これら3つのユニットと比較した場合 含礫砂岩相の規模 (広がり・厚さ) が 上位ほど小さくなることは既に述べたが 礫径も上位になるほど小さくなっていることがわかる。 いずれにせよ最大で径5cm前後 大部分の礫は径2・3cm以下の中礫 (ペブル礫) ないし細礫 (グラニュール礫) である。 一方 最上位のKy26—An1ユニットには 大礫 (コブル礫) も多数含むようなより大きな礫 (円礫～歪円礫) が 小糸川から笹川にかけて分布する。 このうち小糸川下流域 (三島ダム周辺) では 下位の岩相 e0 (シルト質砂岩相) を削り込んで分布し 含礫砂岩相から始まる上方細粒化・上方薄層化の傾向を示すが 小糸川上流域 (豊英ダム周辺) や小櫃川の支流である笹川でみられる大礫 (コブル礫) は 最上位のユニットの途中 すなわち 砂勝ち互層にはさまれて観察され その厚さも10m以下であることから 第4図では 独立した岩相 a (含礫砂岩相) としては認めていない。

次に これら古期岩礫の組成について検討してみよう。 一定の礫径内の礫組成を各ユニット毎に示したのが第7図である。 これらの礫組成は 肉眼的に明瞭に識別できるもの以外は すべて鏡下で検鏡したものである。

特に 8mm 以下の径のものは 樹脂で固めて薄片を作製した。 一つの薄片には 径4—8mm の礫の場合 数個から10個前後の礫を封じ込めることができる。 結果を数字で示したのが第2表である。

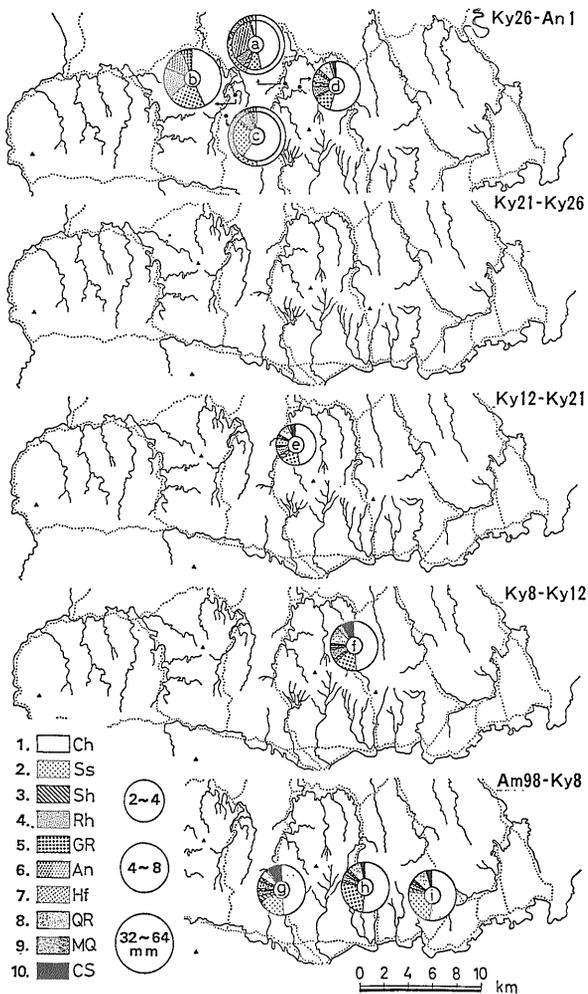
各ユニット・各地点を通して 礫種の構成が互いに類似していることがまず指摘される。 最も割合の高いのがチャートで どのサンプルでも全体の50%前後を占めている。 これらのチャートには 黒色・灰黒色・灰色・だいたい色・赤色チャートなどの他 やや泥質なチャートもかなり含まれている。 次に多いのが砂岩で全体



第6図 清澄層のユニット毎の礫径分布図

1. 一つの露頭における最大礫径
2. 10個の礫による最大平均礫径 (本文参照)

の20~25%を占めている。 頁岩は 径 8mm 以下の礫では どのサンプルでも数%前後含まれている。 流紋岩・安山岩・ホルンフェルスは どのサンプルにも数%以上含まれている。 結晶片岩礫は 最上位のユニットの a・b・c 地点では観察されないが 同じユニットの d 地点と下位のユニットのサンプル中には 必ず数%以上含まれている。 結晶片岩礫は その板状の形態的特徴から露頭でもその存在はすぐに確認されるが この結晶片岩礫が見出されないのは 第6図で 最上位のユニットの特に大きな古期岩礫 (コブル礫) を産出する地点である。 ここで結晶片岩礫を含む礫を第1グループの礫 結晶片岩礫を含まない礫を第2グループの礫と便宜上区別しておこう。 第2グループの礫は最上位のユニットにのみ見出されるが 第1グループの礫は最下位のユニ



第7図 清澄層のユニット毎の礫組成分布図  
 円の大きさは測定した礫の礫径の範囲を示す 凡例は第2表参照

第2表 清澄層に含まれる古期岩礫の組成 (礫種構成)

1	2	3	4	5	Ch	Ss	Sh	Rh	GR	An	Hf	QR	MQ	CS	第2グループの礫
a	Ky26-An1	32-64	135	31	55	24	4	6	0	3	6	2	0	0	
a	Ky26-An1	4-8	260	115	47	9	3	7	0	29	2	3	0	0	
b	Ky26-An1	32-64	84	41	43	21	0	17	0	13	6	0	0	0	
c	Ky26-An1	32-64	82	34	50	15	0	28	0	2	5	0	0	0	
c	Ky26-An1	4-8	345	130	60	25	2	7	0	2	2	2	0	0	
d	Ky26-An1	4-8	440	354	55	11	1	7	3	6	3	8	2	4	
e	Ky12-Ky21	2-4	301	301	47	15	3	7	1	7	3	9	2	5	
f	Ky8-Ky12	4-8	329	260	49	15	2	7	1	2	1	11	3	9	
g	Am98-Ky8	4-8	79	54	49	18	4	4	1	5	3	5	1	10	
h	Am98-Ky8	4-8	378	187	52	26	2	4	0	2	2	9	0	3	
i	Am98-Ky8	4-8	461	209	52	25	3	3	0	2	1	10	0	4	

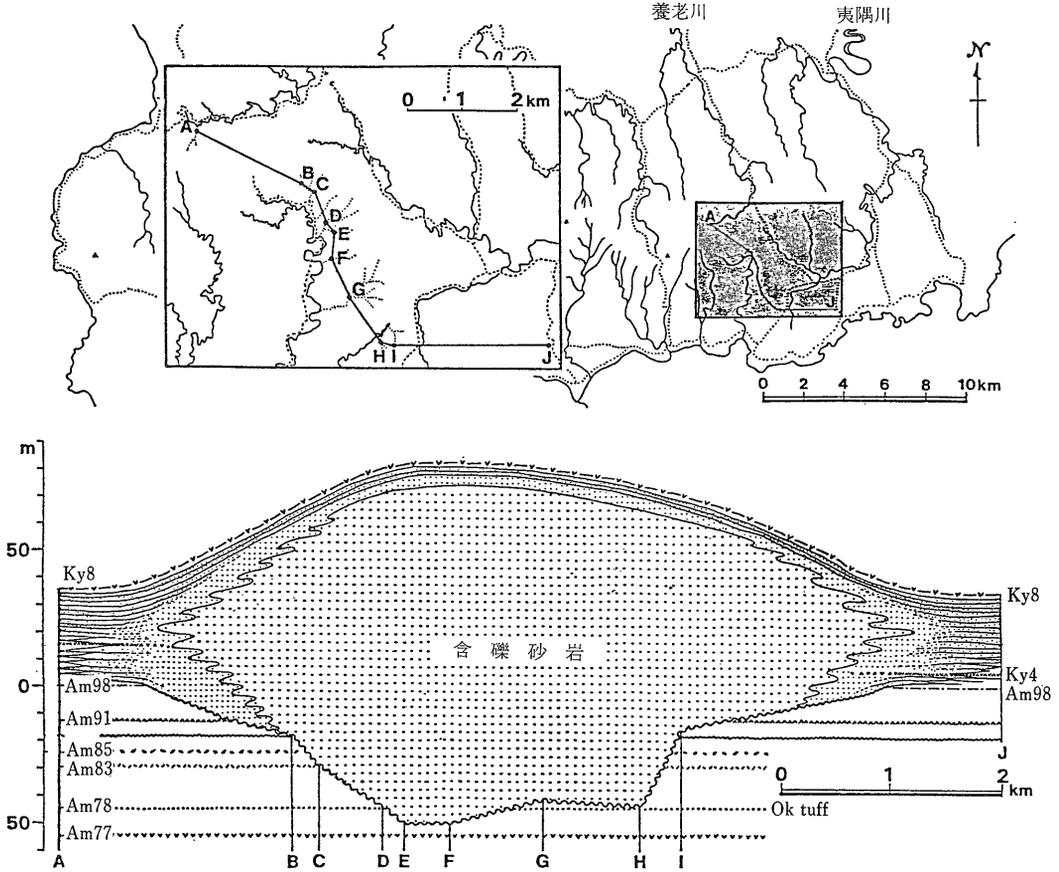
1. 測定地点(第7図参照) 2. 礫の含まれるユニット 3. 測定した礫の礫径範囲(mm) 4. 礫の測定数 5. 薄片で検鏡した礫数  
 Ch:チャート Ss:砂岩 Sh:頁岩  
 Rh:流紋岩 GR:花崗質岩 An:安山岩  
 Hf:ホルンフェルス QR:石英岩(メタ・チャート及び石英脈岩) MQ:変珪岩 CS:結晶片岩

ットから最上位のユニットまで広い範囲に見出される(第2表)。

さてこれらの礫種の中で特に注目されるのは 流紋岩礫と結晶片岩礫である。ここで流紋岩礫としたものは実際は ほとんどが酸性の溶結凝灰岩である。チャートなどの石質岩片のほか しばしば破片化した石英や長石の斑晶に富み面積で50%以上を占めるもの 溶結構造の発達が顕著なもの 石英・長石のほか黒雲母の斑晶を特徴的に含むものなど変化に富むが これらによく似た岩石は 足尾山塊の白亜系・古第三系・新第三系中にも見出されるという(鉱床部須藤定久氏談)。一方 清澄山系の南側に位置し 構造的な隆起帯とされる嶺岡山系には このような酸性火山岩類は知られていない。

次に結晶片岩礫であるが これらの礫は 主に低変成度の泥質片岩・塩基性片岩・砂質片岩からできているが一部高変成度の珪質片岩礫を含んでいる。これらの結晶片岩礫は 三波川帯や御荷鉢帯それに領家帯の岩石によく類似しているという(千葉大学兼平慶一郎氏談)。これらの3帯は 関東山地のほか 関東平野の地下にも新第三系ないし第四系の基盤として分布していることが深層ボーリングの結果などから知られている(石井 1962)。

このように礫組成の検討からは 清澄層中の礫組成はどのユニット・どの地点のサンプルをとっても 基本的には互いによく似ておりかなり均質化していることからこれらの礫がよく似た供給源からもたらされたことが推定される。またその中に特徴的に含まれる流紋岩礫や結晶片岩礫は 南側の嶺岡山系には分布せず 北方の足尾山塊や関東山地それに関東平野の基盤として分布している岩石と関係が深いことから これらの礫を含む清澄層のタービダイトの供給源としては北方の可能性が高いことが指摘される。事実 後述のように 第1グループ及び第2グループの別を問わず 古期岩礫とともに多



第8図 天津層を切る谷状の化石侵食地形とそれを埋めるレンズ状の含礫砂岩の断面図  
 清澄層で最も大きな谷状化石侵食地形で 半島東部の最下位のユニット基底に観察され その上には清澄層中最も規模の  
 大きい含礫砂岩が分布する

数の泥岩偽礫を産出する場合には これらの覆瓦構造 (インブリケート構造) は すべて北からの供給を示している。

**D. 含礫砂岩相基底の谷状侵食地形**

第4図で 岩相 a すなわち含礫砂岩の分布する地域では その基底に 大なり小なり谷状ないしチャンネル状の侵食地形が認められる。たとえば 厚さや拡がりにおいて最も規模の大きい含礫砂岩がみられる最下位のユニット (Am98—Ky8ユニット) では 含礫砂岩の分布する半島東南部地域に 最も大きな谷状の侵食地形が認められる。ここでは 最大50mにわたって下位の天津層を削り込み その侵食地形の幅は5km以上に達しておりそれを埋めるような位置に 厚い含礫砂岩 (岩相 a) がレンズ状に分布しているのである (第8図 写真9)。

このような含礫砂岩基底したがって各ユニット基底にみられる侵食地形の位置と規模 (拡がり) と深さを各ユニ

ット毎に示したのが第9図である。各ユニット毎の侵食地形の分布位置は 含礫砂岩の場合と同じく不連続的である。この図はまた 含礫砂岩の規模が小さいとその基底の侵食地形の規模も小さいことを物語っている。さらにまた 含礫砂岩以外の岩相の分布域 すなわち砂勝ち互層やノルマル互層や泥勝ち互層の分布域では 下位層の侵食がほとんど認められないことも物語っているのである。

**E. 清澄層タービダイトの古流向**

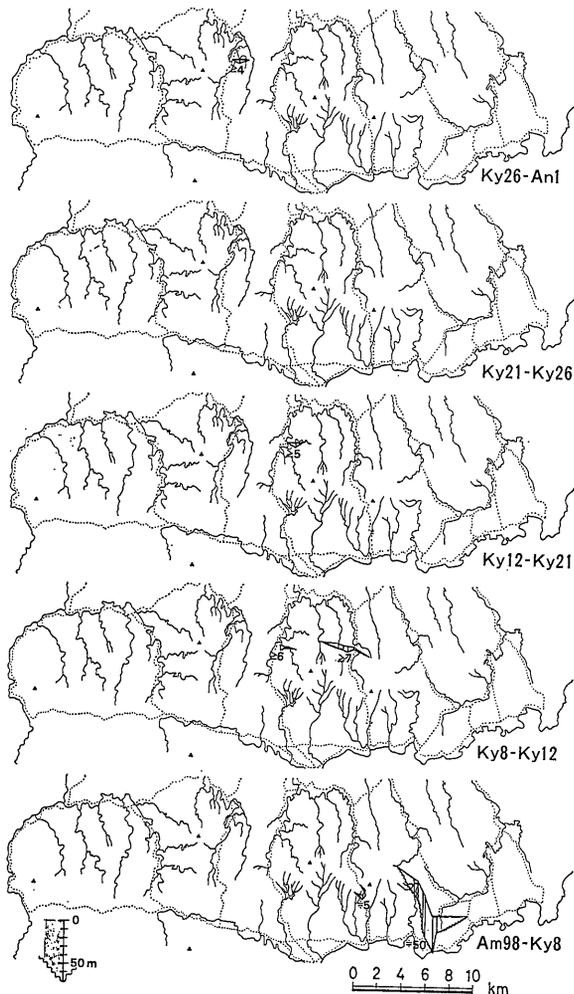
清澄層の大部分を占めるタービダイト物質が運搬されてきた方向 あるいは これらの堆積物を運搬した混濁流の流れの方向や向きを直接的に示すものとして 古流向の資料は大変重要である。タービダイトの場合に最もよく利用されるものとしては タービダイト基底の底痕 (ソールマーク) とカーレント・リップル斜交葉理があるが 清澄層の場合 この他 タービダイト砂岩上部に



写真9 谷状化石侵食地形の基底の一露頭

ここでは下位の天津層を50m前後削り込んでいて 天津層上部の凝灰岩鍵層 Am78(Okタフ)を削り込んでいるのが観察される 天津小溪町奥谷東方(第8図D地点)

含まれる炭化植物片の配列方向 大型のスコア(小チャンネル) 側壁の方向 含礫砂岩中に密集して産することの多い泥岩偽礫群に観察されるインブリゲート構造なども利用することができる。ただし古流向の資料はあくまで得られたその地点での方向や向きを示すものであって 直接供給地域を示すとは限らない点に留意しなければならない。なぜなら 混濁流が流れの途中で向きを変えたり 広角度に発散しながら物質を運搬・堆積することもよく知られているからである。したがって供給源そのものの推定は タービダイトの物質的特性 すなわち 組成上の特徴を第一に考慮すべきであろう。しかし 古流向の資料が タービダイトやフリッシュの堆積機構・積成過程を知る上で不可欠であり 供給方向を推定する上でも大変重要かつ魅力的であることには 少しも変わらないといえる。



古流向のうち 底痕(写真10・11) やスコア(小チャンネル)の側壁の方向(写真12) 炭化植物片の方向などから得られる資料 つまり 古流向の方向あるいは方向と向きの両方がわかる資料を各ユニット毎にまとめたのが第10図である。清澄層の場合 まだ砂岩が半固結状態であるために 風化面では泥岩層が出っばっており自然状態のまま底痕を観察できるのは大変稀である(写真11)。通常 底痕の資料は いずれも砂岩部をツルハシ・ピックル・フォーク・スプーンの順で取り除き その下の泥岩層上面に残された底痕から測定したもので1個の資料を得るにもかなりの労力を要する。ちなみに 清澄層の場合 一つの底面(泥岩層上面)を掘り出すのに約半日

第9図 清澄層のユニット毎の谷状化石侵食地形の分布図  
数字は最大削り込み量の見積りを示す

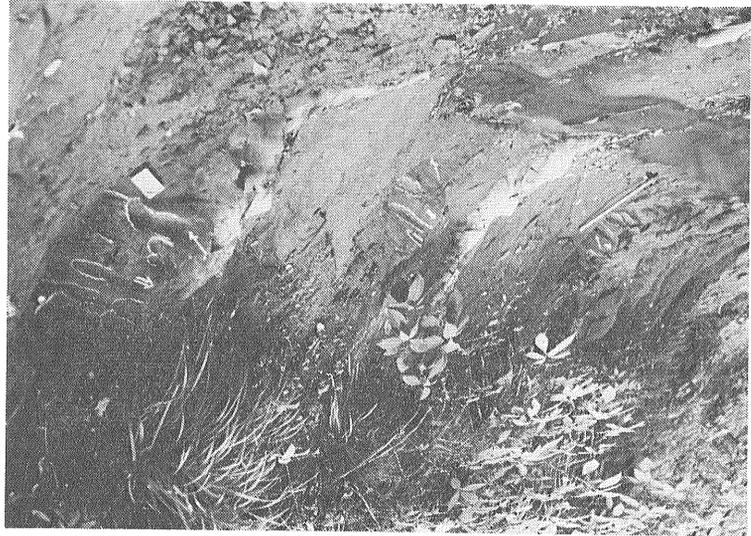


写真10  
発掘された泥岩層上面の底痕  
(ソールマーク)  
底痕はわかりやすいように手  
コックで線取られている。2本線  
の矢印が古流向で同一地点の場  
合相前後する砂岩層の古流向が  
よくそろっていることが観察さ  
れる。小糠川上流小仁田の沢

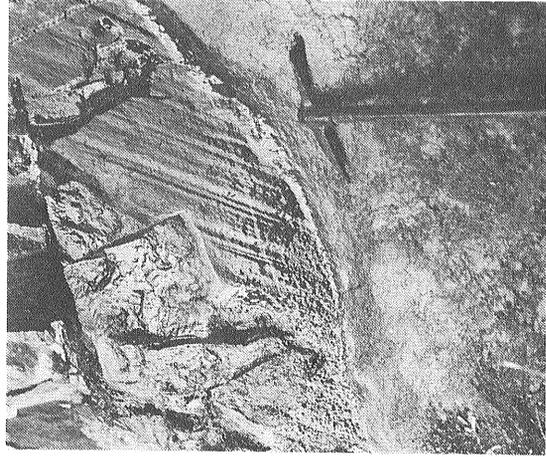


写真11 泥岩層の自然表面に観察されるグループ・キヤスト  
七里川支流(湯ヶ滝東方)

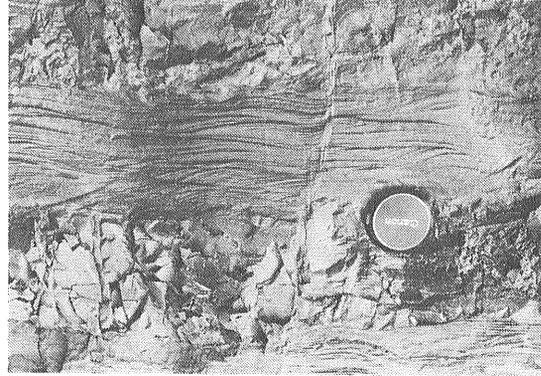


写真13 砂岩層断面に観察されるカーレント・リットル斜交  
葉理。古流向は右から左(北→南) 上位の砂岩層にも同  
じ向きを示す斜交葉理が観察される。KY12-Ay21ユニット

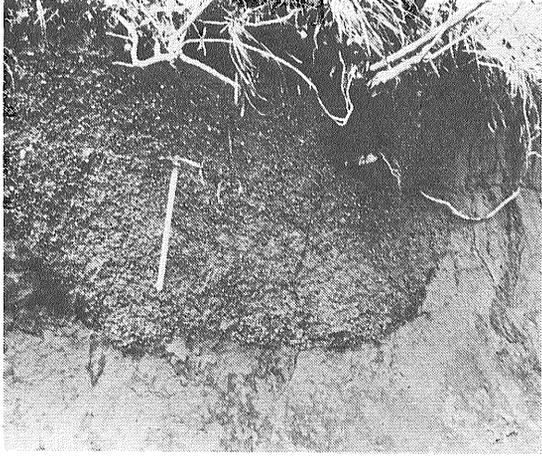


写真12 ペリル隣で充填された小チヤペネル(スコヤ構造)  
両側の側壁の走向方向を測りその平均方向を小チヤ  
ペネル(スコヤ)の伸びの方向とする。Am98-Ky8  
ユニット 天津小湊町奥谷東方

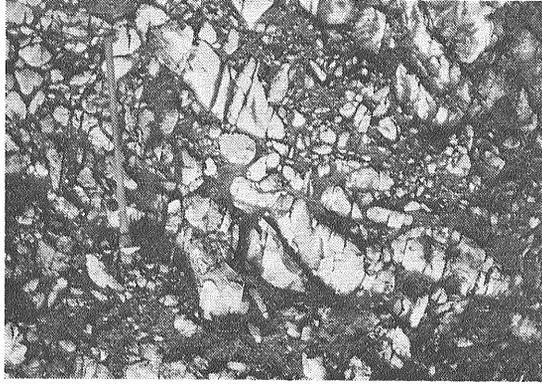
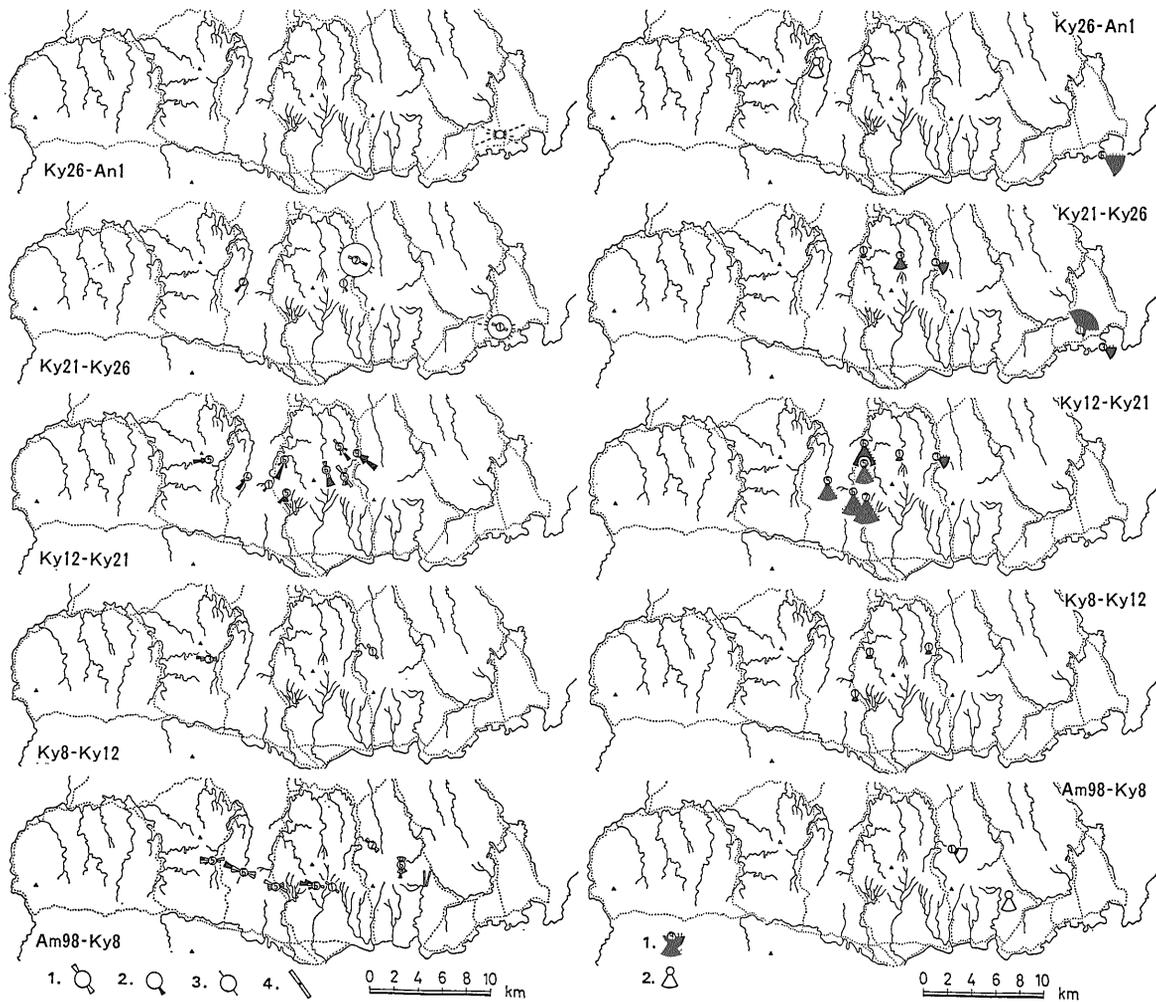


写真14 泥岩偽線密集体に観察されるソリクエータ構造  
(覆瓦構造)。古流向は右から左(北→南) Ky26-An1  
ユニット(第7図a地点)



第10図 清澄層のユニット毎の古流向分布図(1)  
 1. ソールマーク(方向のみ) 2. ソールマーク(方向及び向き)  
 3. 炭化植物片の配列方向(方向のみ) 4. スコアの側壁の平均方向(方向のみ)

第11図 清澄層のユニット毎の古流向分布図(2)  
 1. カーレントリップル斜交葉理による向き(下流側)  
 2. 泥岩偽礫密集体のインブリケート構造による向き(下流側)

を要するが 必ずしも底痕(ソールマーク)が観察されるとは限らないから 一日に1個の底痕が測られれば その日の労力(体力の消耗)は報われたということがいえよう。 一般に 同じユニットに属する同一地点の砂岩層の古流向は 向きが同じであるとともに方向も互によく似ている(写真10及び第10図)。 また Ky21-Ky26ユニットの例では 底痕の方向と砂岩層上部に含まれる炭化植物片の配列方向がよく揃っていることが指摘される(第10図)。

次に カーレント・リップル斜交葉理(写真13)や泥岩偽礫密集体のインブリケート構造(写真14)などから得ら

れる資料 すなわち 地層断面の観察によって 古流向の向きが優先的に求められる資料を各ユニット毎に示したのが第11図である。 北から南へ運ばれたことを示す資料が圧倒的に多いことが指摘される。 このことは既に述べたように タービダイト砂岩中に含まれる礫の組成上の特徴からも支持され 両者はよく一致しているといえる。

以上 清澄層を3次元的に解析した結果を項目別にしたが 次にこれらの資料から 清澄層のユニット毎の形成機構を導き出し 古海底扇状地堆積物としての清澄層の積成過程を浮き彫りにしてみよう。(つづく)